

Bulletin

P. O. F. I. LIBRARY

JAN 29 1959

FISH & WILDLIFE SERVICE

INTER-AMERICAN TROPICAL TUNA COMMISSION
COMISION INTERAMERICANA DEL ATUN TROPICAL

Bulletin — Boletin

Vol. III, No. 3

THERMOCLINE TOPOGRAPHY, HORIZONTAL CURRENTS AND
"RIDGING" IN THE EASTERN TROPICAL PACIFIC

TOPOGRAFIA DE LA TERMOCLINA, CORRIENTES HORIZONTALES
Y "ONDULACION" EN EL PACIFICO ORIENTAL TROPICAL

by — por
TOWNSEND CROMWELL

La Jolla, California
1958



INTER-AMERICAN TROPICAL TUNA COMMISSION
COMISION INTERAMERICANA DEL ATUN TROPICAL

Bulletin — Boletín

Vol. III, No. 3

THERMOCLINE TOPOGRAPHY, HORIZONTAL CURRENTS AND
"RIDGING" IN THE EASTERN TROPICAL PACIFIC

TOPOGRAFIA DE LA TERMOCLINA, CORRIENTES HORIZONTALES
Y "ONDULACION" EN EL PACIFICO ORIENTAL TROPICAL

by — por

TOWNSEND CROMWELL

La Jolla, California

1958

CONTENTS — INDICE

ENGLISH VERSION — VERSION EN INGLES

	Page
INTRODUCTION.....	135
THERMOCLINE TOPOGRAPHY.....	135
HORIZONTAL CURRENTS.....	136
THE COSTA RICAN THERMAL DOME.....	138
VERTICAL MOTION.....	138
Ridging.....	139
Transfer of water upward from the thermocline.....	140
Vertical stirring and mixing induced at the ocean surface.....	141
Results of the tank experiments.....	142
Hypothesis of ageostrophic motion at the dome.....	142
ACKNOWLEDGEMENTS.....	143
FIGURES — ILUSTRACIONES.....	144

SPANISH VERSION — VERSION EN ESPAÑOL

	Página
INTRODUCCION.....	153
TOPOGRAFIA DE LA TERMOCLINA.....	153
CORRIENTES HORIZONTALES.....	153
EL DOMO TERMAL DE COSTA RICA.....	156
MOVIMIENTO VERTICAL.....	157
Ondulación.....	158
Transferencia del agua hacia arriba desde la termoclina.....	159
Movimiento y mezcla vertical producidos en la superficie del océano.....	160
Resultados de los experimentos con el tanque.....	161
Hipótesis del movimiento ageostrófico en el domo.....	161
AGRADECIMIENTO.....	162
LITERATURE CITED — BIBLIOGRAFIA CITADA.....	163, 164

THERMOCLINE TOPOGRAPHY

THERMOCLINE TOPOGRAPHY, HORIZONTAL CURRENTS AND "RIDGING" IN THE EASTERN TROPICAL PACIFIC¹

by

Townsend Cromwell

INTRODUCTION

A primary objective of the Inter-American Tropical Tuna Commission is a knowledge of the ecology of tunas which inhabit the Eastern Tropical Pacific. This paper presents some results of the work in physical oceanography, which, it is hoped, will be useful to the biological work and at the same time of interest to physical oceanographers. The work presented here was begun in connection with simple observable facts; the thermocline is very close to the sea surface in a region off Costa Rica (Wooster and Cromwell, 1958), and this region is biologically productive (Holmes, *et al.*, 1957; Brandhorst, 1958). It is the main object of this study to describe and explain these facts, insofar as possible.

THERMOCLINE TOPOGRAPHY

The first step in the study was the construction of seasonal charts to show thermocline depth over the entire Eastern Tropical Pacific, and in particular to describe the interesting area off Costa Rica. The charts were constructed in collaboration with W. Brandhorst, who has used a fall chart in connection with his study of the distribution of zooplankton standing crop (Brandhorst, 1957). The data used were all of the bathythermograph cards from the Eastern Tropical Pacific (about 4000) on file in the BT Section at the Scripps Institution of Oceanography of the University of California. Thermocline depth, i.e., depth to the bottom of the surface layer, was read from each card. Anyone who has worked with bathythermograph cards will know of the very real difficulties in making an objective definition to fit this concept of thermocline depth. In perhaps three-quarters of the cards, there was no ambiguity, but in the remaining, more complicated cases, each was compared to those nearby and a somewhat subjective decision had to be made.

Monthly averages of thermocline depth were obtained for each one-degree square. If more than one observation was made in a square during a single 24-hour period, these were averaged first, the result then being used in computing the average for the month. Finally, averages for each quarter (Jan.-Mar., etc.) were determined from the monthly averages.

¹Contribution from Scripps Institution of Oceanography.

The quarterly averages were plotted and contoured and the resulting seasonal charts appear as Figure 1. Ridges and troughs in the thermocline are indicated by R and T. The number of days on which one or more observations were made in each one-degree square appear as insets to the figure. It is apparent that the data are sparse.

Each chart was contoured independently of the other three, but then it was necessary to make minor changes in order to increase the regularity of identity and progression, season to season, of the major troughs and ridges. While contouring, a concerted effort was made not to be influenced by preconceived notions about the horizontal currents, i.e., the contours were drawn on the basis of the observations of thermocline depth alone.

The general impression given by the charts is one of a series of troughs and ridges, oriented roughly east-west. For the purposes of this discussion, attention is drawn to the shallow thermocline off Costa Rica near 9°N, 90°W, persistent the year round. Except in spring, it seems to be separated from the coast. During summer and fall it lies at the east end of a long ridge, whereas in winter and spring it is nearly an isolated dome. This area will be referred to as the Costa Rican Thermal Dome, or, for convenience, simply the "dome." There are several additional areas where the thermocline is close to the sea surface (<10 m), notably the ridge along the equator. Immediately south of the dome (winter) there is an intense hollow. During summer and fall, this area is part of a long trough oriented east-west.

HORIZONTAL CURRENTS

The topography of the thermocline as presented in the charts gives information about the geostrophic current. This interpretation is most reliable where the ocean approximates a two-layer system, as it does, reasonably well, in the tropics south of the transition, near 18°N. (Wooster and Cromwell, 1958). North of this transition, the ocean departs radically from a two-layer system. Only the persistent features and intense gradients of the thermocline topography will be interpreted as indicating horizontal current. Because these charts, so interpreted, revealed unexpected features of the circulation, it was decided to go to the current observations published by the U. S. Navy Hydrographic Office (Anonymous, 1947) for an independent check. The data of this publication are averages by one-degree squares, of all "current set" observations filed at the Hydrographic Office, presented in monthly charts. In each square, there is an arrow pointing direction of set and two numbers, one representing the average magnitude of set in miles per day and the other, the number of observations going into the average. The number of observations for each month ranges from as many as several hundred in some squares near the coast to only a few or none in many off-shore areas.

Figure 2 presents data from the Hydrographic Office charts for February and August, plotted as vectors. The data are somewhat erratic where sparse, but it was felt that an objective comparison with the thermocline topography demands that no data be smoothed or eliminated. The charts are each internally consistent without smoothing, and the major flows are apparent.

Where the current is strong, agreement between it and thermocline topography is good, i.e., the flow is approximately along the contours, the thermocline sloping upward to the left of an observer facing downstream in the Northern Hemisphere. Two major features of the horizontal circulation will be emphasized here, that associated with the Costa Rican Thermal Dome, and the behavior of the Equatorial Countercurrent.

It has been suggested that the dome is associated with the north edge of the Equatorial Countercurrent and a northward coastal current (Wooster and Cromwell, 1958), i.e., with cyclonic shear. Cyclonic shear appears in this area on each of the seasonal streamline charts presented by Fleming (1940). This idea is supported here by Figures 1 and 2.

Referring to the chart of thermocline topography for winter, the geostrophic model predicts a Countercurrent of limited east-west extent between the dome and the hollow located immediately to the south. A current of this type is apparent in the February current chart extending from 92° to 83° W. with its axis lying along $7\frac{1}{2}^{\circ}$ N. Further examination of the current chart reveals that the Countercurrent forms part of a closed anticyclonic circulation around the hollow. This eddy is semi-permanent, unlike those found along the edge of the Gulf Stream (Fuglister, 1951) which, because they exist irregularly in space and time, are not found on average charts. It may be nearly fixed geographically. But, on the other hand, this is a monthly average current chart, and the eddy may have only a statistical existence, like the semi-permanent circulation cells of the atmosphere. The cyclonic circulation associated with the dome is also semi-permanent, but this latter circulation does not close in the west.

The short segment of east current is all that remains of the Equatorial Countercurrent in the Eastern Tropical Pacific during winter according to the data of the Hydrographic Office chart. The February chart shows a Countercurrent farther to the west. Thus, the Countercurrent is discontinuous, or at least it is not present in all longitudes at the surface, during February. This is true also during other winter-spring months according to the Hydrographic Office charts. During summer, as shown by the arrangement of ridges and troughs on the chart of thermocline topography (Figure 1-c) and by the surface current chart for August, the Countercurrent is continuous in the Eastern Tropical Pacific.

THE COSTA RICAN THERMAL DOME

A complete physical explanation for the Costa Rican Thermal Dome is not apparent. Comparison of the charts of thermocline topography based on BT observations with those of horizontal current based on observations of "current set," establish that the shallow thermocline off Costa Rica coincides with cyclonic shear. Thus, the current is quasi-geostrophic. One might expect the dome to be closest to the sea surface during the season that cyclonic shear is maximal, but it does not seem possible to determine from the Hydrographic Office charts which season this is.

There is some reason to believe that the depth of the thermocline generally over the Eastern Tropical Pacific and, hence, of the dome, is related to a large scale phenomenon, namely, to the strength of the trade winds. The sea surface in the tropics is known to slope upwards toward west and there is an associated opposite slope to the thermocline. Maintenance of these longitudinal slopes of the sea surface and the thermocline are attributed to the west-directed stress of the trade winds. It follows that when the Northern Hemisphere (northeast) trades are strongest, the thermocline in the Eastern Tropical Pacific should be shoalest.

Charts of sea surface temperature show a low center in the area of the dome in northern winter (Anonymous, 1944). Since the wind in this area is light and variable the year round, implying no more vertical mixing in winter than in summer, the low temperature at this time may indicate that the thermocline is shoalest and that it "outcrops" most frequently during northern winter. At this time, farther to the west, the Northern Hemisphere (northeast) trades are strongest (Crowe, 1950).

Thus, it may be that the dome is closest to the sea surface when, 1) the stress of the trades over the ocean to the west is greatest and when 2) the cyclonic current shear across the dome is greatest. Why the thermocline is at any *particular* depth, however, is not explained.

VERTICAL MOTION

It seems to this author that progress toward an understanding of certain physical processes in the ocean is being hindered by an indiscriminate use of the word "upwelling." Vertical motions of several distinctly different types are commonly lumped in this category. An analogous situation would exist if we were to use the word "advection" for all horizontal water movements, without bothering to distinguish among tidal currents, inertial currents, geostrophic currents, etc. The dynamics are different for each of these current types and each has been measured in rather pure form, substantiating its existence in the ocean. In general, though, the horizontal flow at any particular place and time is a composite

of several types and the analogous difficulty enters when one attempts to study the vertical components. Useful distinctions among certain phenomena involving vertical motion can be made now, but these concepts are generally more vague than those concerning horizontal motion and a really good classification of vertical motion probably awaits a better understanding of the phenomena involved.

The data indicate that vertical motion of differing types occurs in the tropical Pacific. There are now available a number of meridional sections across the equatorial currents of the central Pacific (Montgomery, 1954; Austin, 1954; Stroup, 1954). The author has published two sets of drawings showing the fields of density (as approximated by σ_t), salinity inorganic phosphate and dissolved oxygen (Cromwell, 1953, and the sections of σ_t and inorganic phosphate are repeated here as Figure 3. Differences between upwelling and what might be called "ridging," are apparent in these drawings. The sections of Figure 3, as do the others cited above, show that the *surface layer* at the equator is relatively dense and phosphate-rich. This dense, nutrient-rich surface water at the equator is so distant (horizontally) from a possible source that it is concluded that it came from below. Since, in addition, theory predicts strong divergence of the wind drift current along the equator it is further concluded that the process which brings this water into the surface layer from below, is upwelling (Cromwell, 1953).

This sequence of observational results and interpretation is that which has been presented as evidence of upwelling in the coastal waters of Peru (Gunther, 1936), South Africa (Defant, 1936) and California (Sverdrup and Fleming, 1941). Thus, there is a precedent for what oceanographers might accept as the meaning of the term "upwelling." In a sentence, upwelling is the upward motion brought about by divergence of the wind drift current. It is envisaged here as a complex process characterized primarily by a continuing upward transport of water from the upper thermocline, into the surface layer.

Actually, the theory of upwelling has advanced well beyond the simplified version stated above (Yoshida, *et al.*, 1953; Hidaka, 1955a, and b), but divergence of surface water moved by the wind and a continuing replacement from below seem still to be a basic ingredient of the upwelling process in each of these theories.

Ridging: The situation at the north boundary of the Equatorial Countercurrent is entirely different. The boundary between east and west-flowing water lies between 10° and 11°N in Figure 3. Here the surface layer is not phosphate rich and its density is low. These facts are apparent in many published sections. It is known that the thermocline rises and falls at

this boundary, but the water motion here must be of a different nature than that occurring in regions of upwelling.

One might speculate concerning the nature of motion in a vertical plane oriented transversely to accelerating, quasi-geostrophic currents. Part a of Figure 4 depicts the mass distribution in the absence of current. Parts b and c represent the motion that may occur in this plane during the (transitory) development of quasi-geostrophic currents. As illustrated in b, for example, a dense ridge, oriented perpendicularly to the page, will develop as quasi-geostrophic currents accelerate in the sense indicated ($\otimes$ away from and $\odot$ toward reader, Northern Hemisphere). Divergence in the surface layer and convergence below the thermocline (each involving ageostrophic motion) could account for "ridging" of the thermocline. Motion of the thermocline itself will be vertical. If the ageostrophic components were in the opposite sense, "troughing" would occur. If the divergence and convergence were spread throughout thick layers, slight ageostrophic components could result in what would be considered profound changes in thermocline depth in a short time.

This has been almost, but not quite, pure speculation. The one compelling fact, which is the excuse for presenting the idea at all, is that the data suggest strongly that water motion during ridging occurs with negligible transfer from the thermocline, into the surface layer. The circulation proposed here could accomplish this.

Dietrich (1935) has described a region off the southeast coast of Africa in which there is a shallow thermocline associated with a quasi-geostrophic current. The phenomenon is the same as that at the north boundary of the Equatorial Countercurrent and Dietrich called the process by which such shallow thermoclines are formed, "dynamic upwelling." To make the separation of phenomena complete, the word "upwelling" might be retained for the more active, continuing upward movement, produced by a divergent wind drift current.

The words "ridge" (the feature) and "ridging" (the process) are used here. These words are descriptive and are defined, in the sense intended, as are the counterparts, "trough" and "troughing."¹ When the major axis of a ridge or trough is short, the words "dome" and "hollow" can be used.

Transfer of water upward from the thermocline: The shallow thermocline, persistent the year round off Costa Rica, has already been described. The area is separated from land by a relatively thick surface layer. It is located in the heart of the doldrums (see, for example, Crowe, 1951). For

¹Each of these words is defined in the Unabridged, Second Edition of Webster's New International Dictionary.

these reasons it is considered to be an example of ridging, (or doming), not upwelling. At times the dome may intersect the sea surface, i.e., it may "outcrop." It is so indicated in Figure 5 by the way in which the thermocline is drawn, but there is some question as to whether or not there is a surface layer in BT F67-2. These BT data were obtained from the Scripps Institution research vessel BAIRD during the period Nov. 30-Dec. 2, 1955, on Eastropic Expedition.

Obviously, during outcropping, properties associated with the thermocline will be exposed at the sea surface. If no process other than ridging were effective, then the surface layer, when the thermocline is submerged, should be of low-density, nutrient-poor water. This is not the case. Measurements have shown that the surface layer in the immediate vicinity of the dome is, at least sometimes, relatively phosphate rich (Wooster and Cromwell, Profile XVe, 1958). Thus, when the thermocline is exceptionally close to the sea surface, some process or processes lead to nutrient enrichment of the thin surface layer. This fact needs an explanation, without recourse to upwelling. It has been suggested that vertical mixing may be the important mechanism (Wooster and Cromwell, 1958).

Vertical stirring and mixing induced at the ocean surface: It is intended here that "vertical stirring and mixing" refer to the small scale, turbulent phenomenon, with eddies of dimensions approximating the thermocline depth, a process produced by the action of the wind or by cooling from the sea surface with resultant overturning. The effect of this process in enriching the surface layer at the dome will be discussed only qualitatively.

It seems reasonable that vertical stirring and mixing can cause water in the thermocline to enter the surface layer more easily the closer the thermocline is to the surface. Orbital velocities associated with sea surface waves decrease exponentially with depth and the effectiveness of mixing might, therefore, be expected to decrease similarly. Putting it another way, the effectiveness of mixing upward from the thermocline may increase exponentially with decrease in surface layer thickness. As mentioned previously, the dome is found in the doldrums with wind force Beaufort 2-3 predominating. Even these light winds, however, together with overturn due to surface cooling at night, must produce some vertical mixing.

It might be added that the increase in concentration resulting from the addition of a certain amount of substance to the surface layer (by vertical mixing or by any other means) varies with the geometry of the surface layer. Assume, for example, that the surface layer generally contains $.30 \mu\text{g at. L}^{-1}$ of inorganic phosphorus. One meter of thermocline water containing $1.00 \mu\text{g at. L}^{-1}$ of inorganic phosphorus is mixed throughout the surface layer which was originally 5 meters thick in one place and

10 meters in another. The concentrations in the resulting 6 and 11 meter layers will be $.42 \mu\text{g at. L}^{-1}$ and $.36 \mu\text{g at. L}^{-1}$, respectively. Thus, if vertical mixing were uniformly effective everywhere in the ocean in the sense that the rate at which the nutrient substances are added to the surface layer from below were constant, relatively high concentrations of nutrient salts might be expected to occur over shoal thermoclines.

Results of tank experiments: Tank experiments conducted by Rouse and Dodu (1955) reveal an interesting feature of the vertical stirring and mixing process. Their equipment consisted of a vertical, round, cylinder into which they placed fresh water over salty water, forming a two-layered system separated by a sharp interface. The upper layer was then agitated by a mesh which was driven regularly up and down by a motor. They noted that irregular waves formed on the interface and that some of these waves became unstable in the upper layer, but not in the lower layer. Thus, the denser fluid mixed into the surface layer, but not vice versa. The surface layer tended to thicken, at the expense of the lower, and a stationary interface was maintained in the experiment by introducing salty water at the bottom of the tank and withdrawing the mixture from near the surface. It might be mentioned that similar experiments by the present author in which the interface was allowed to descend revealed that it did so at roughly an exponential of the time. If one is willing to apply the results of these tank experiments to the ocean (a speculative procedure) it is possible to set up a circulation hypothesis.

Hypothesis of ageostrophic motion at the dome: The experiments suggest that vertical stirring and mixing have the effect of increasing surface layer thickness (or thermocline depth) and that the rate of surface layer thickening is exponentially related to thermocline depth. Thus, turbulence induced at the sea surface will tend to increase thermocline depth at the dome center at a rate that is very large compared to the rates in the surrounding region. The thermocline can remain stationary only in the presence of an upward velocity component which must be of greatest magnitude at the dome center. Continuity of mass then demands that there be divergent flow in the surface layer and convergence in the thermocline (Figure 6). Heat energy balance must then be maintained by heat flow in a sense opposite to the arrows representing mass transport, i.e., by mixing. The temperature gradient is seen to be properly directed for this. This proposal has been largely a kinematic one. The source of energy for the circulation is not known, but it does not seem to involve a divergent wind drift current.

A final comment might be made on the effect of "radiation surplus" by which is meant the net transfer of heat energy across the sea surface through radiation, evaporation, and sensible transfer. The rate of surplus

at the dome is, on an annual average, $100 \text{ gm cal cm}^{-2} \text{ day}^{-1}$ (Sverdrup, 1942, p. 230), added to the sea. In this case, it is not necessary to maintain heat energy balance in the surface layer at the dome entirely by horizontal mixing, as part of the loss by vertical mixing can be made by the radiation surplus. In fact, it would be possible for the layer at the dome to be a center of enrichment by vertical mixing and, at the same time, a warm center. This could not be true in an area of heat energy loss from the sea.

ACKNOWLEDGEMENTS

I am indebted to Dr. Robert S. Arthur and Mr. John A. Knauss for helpful suggestions and stimulating discussions of the contents of this paper.

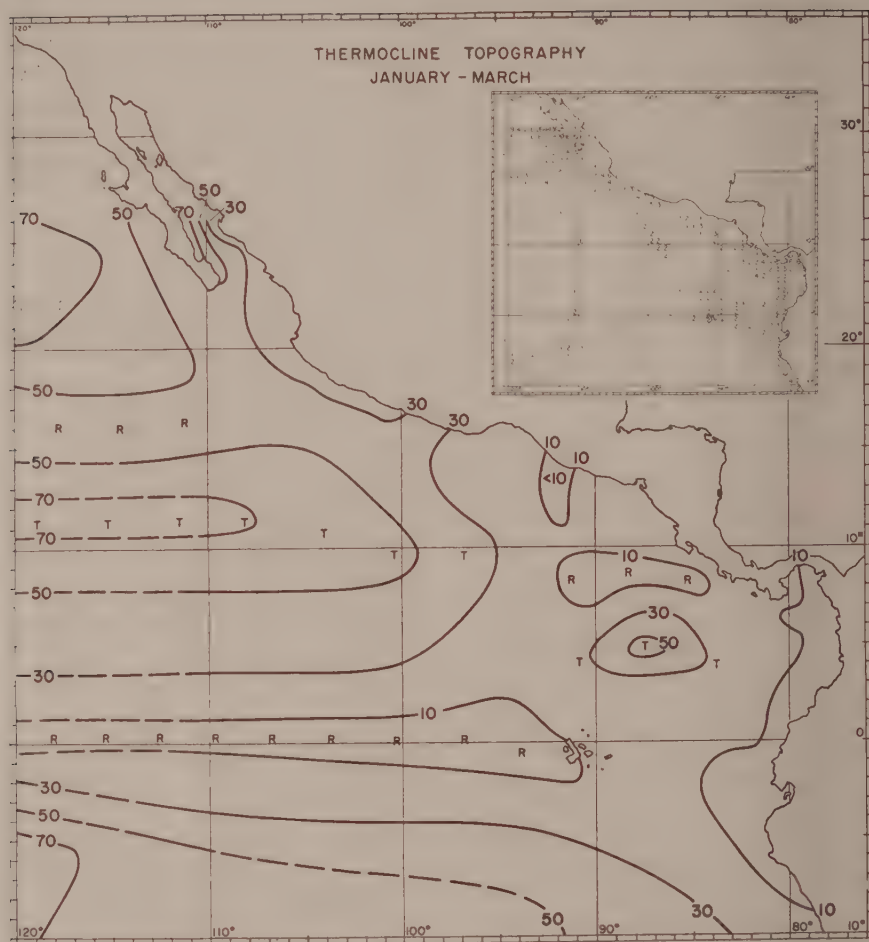


Figure 1-a Depth to the top of the thermocline. Standard contour interval, 20 meters. Dashed contour indicates uncertain extrapolation through region with no data. Ridge and trough lines indicated by R and T. Inset: Number of days on which at least one observation obtained in particular degree squares.

Figura 1-a Profundidad hasta la cima de la termoclina. Intervalo standard de contorno, 20 metros. Contorno de línea interrumpida indica extrapolación incierta a través de la región sin datos. Líneas de convexidad y concavidad indicadas por R y T. Figura intercalada: número de días en que se obtuvo por lo menos una observación en ciertas áreas rectangulares.

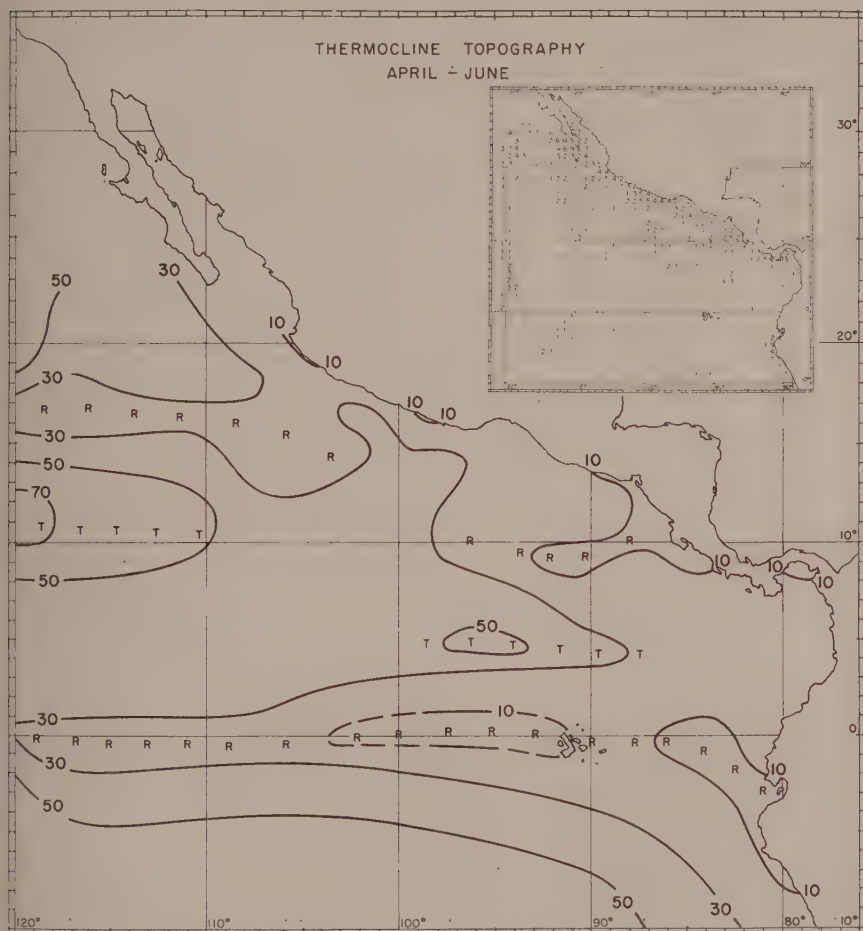


Figure 1-b Legend as for Figure 1-a.

Figura 1-b Misma leyenda que la de la Figura 1-a.

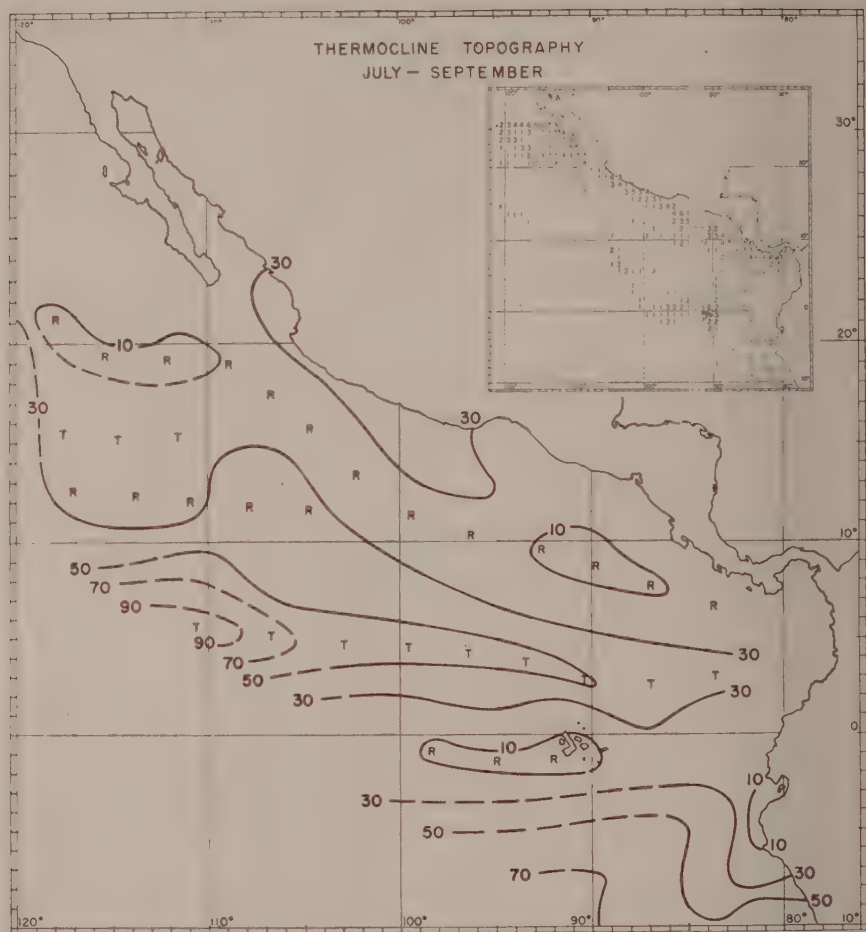


Figure 1-c Legend as for Figure 1-a.

Figura 1-c Misma leyenda que la de la Figura 1-a.

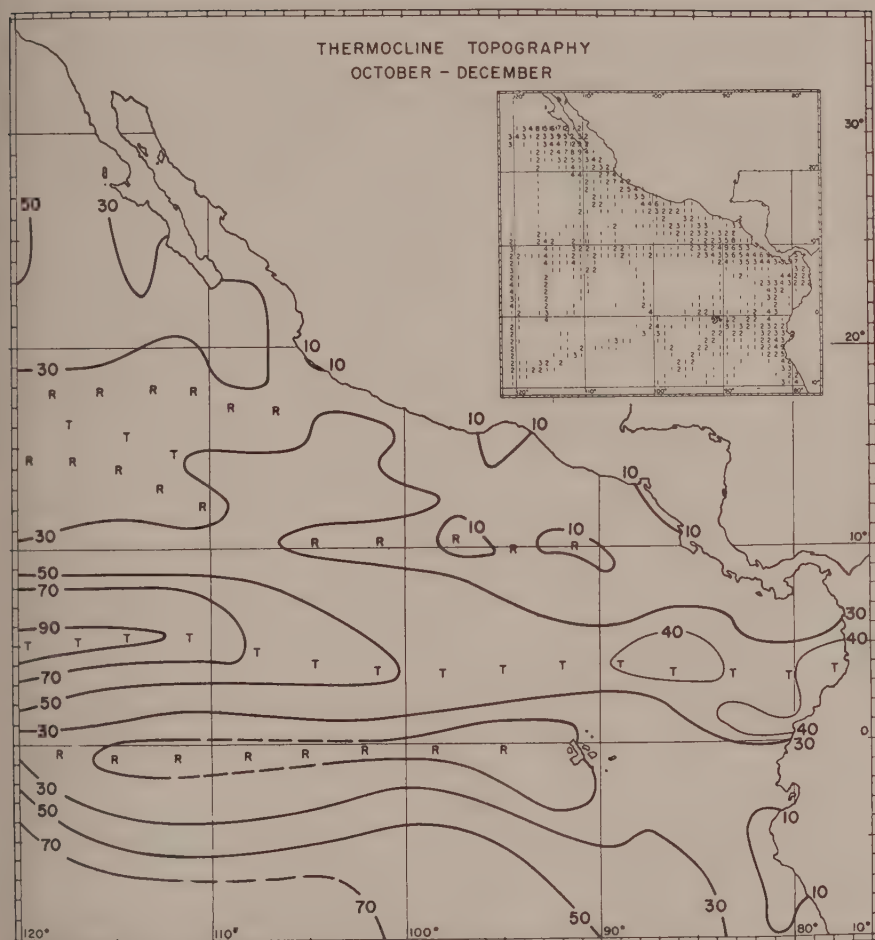


Figure 1-d Legend as for Figure 1-a.

Figura 1-d Misma leyenda que la de la Figura 1-a.

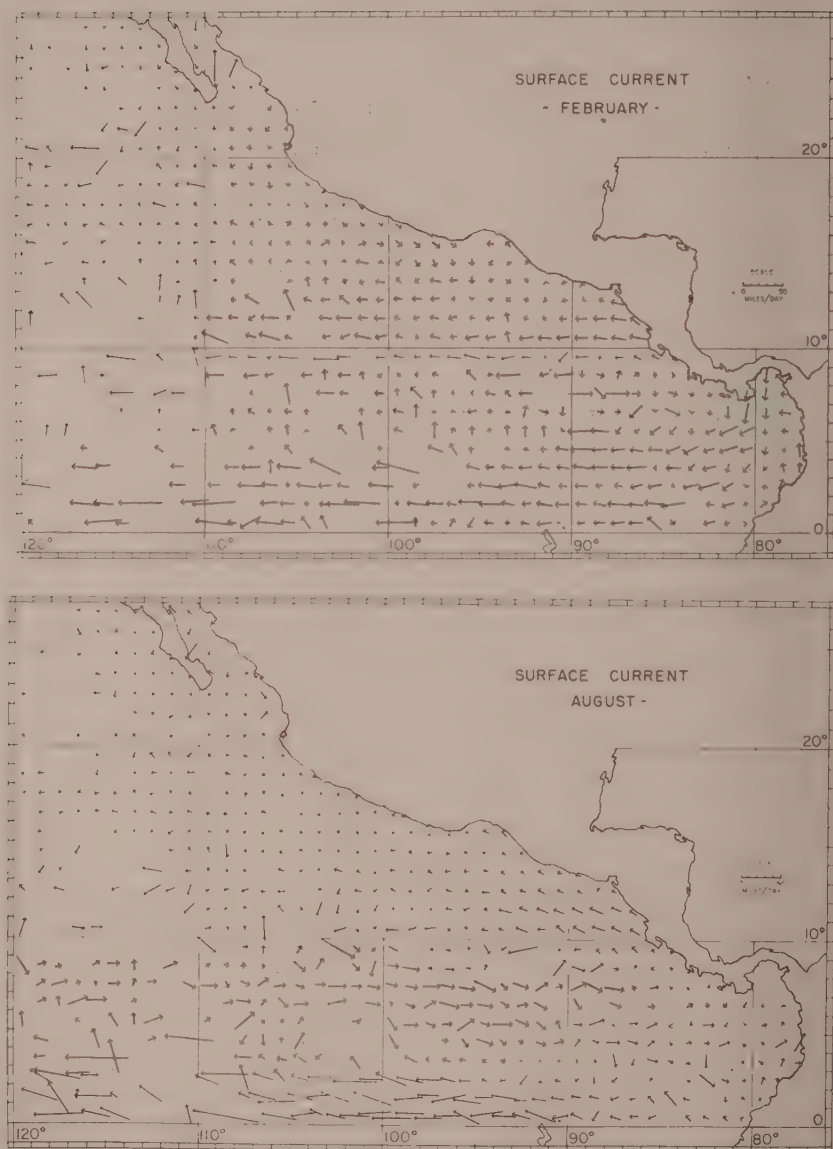
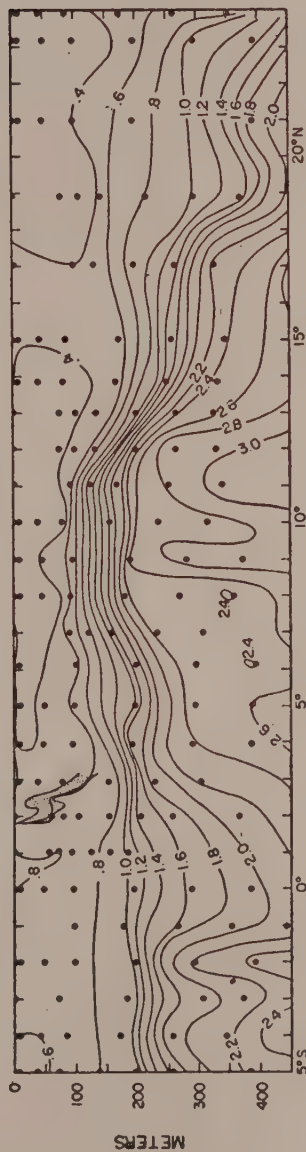
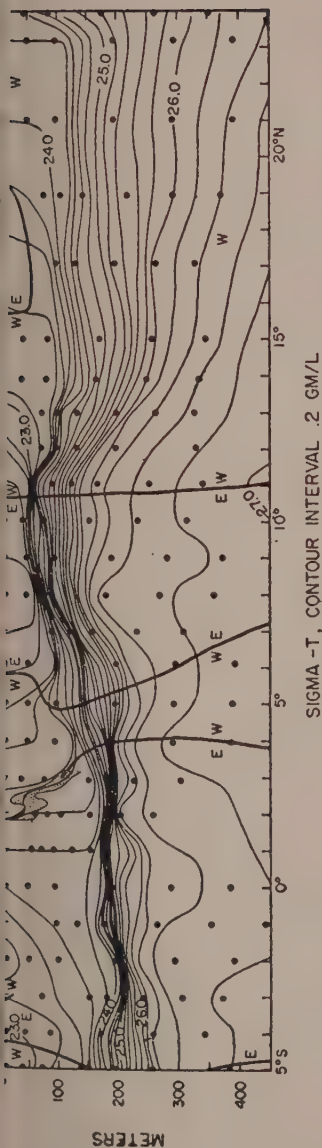


Figure 2. Average surface current vectors for February and August.

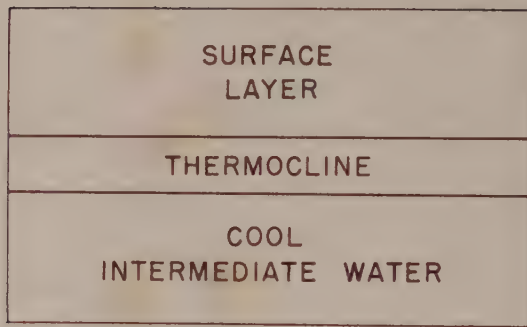
Figura 2. Vectores de la corriente superficial promedio para febrero y agosto.



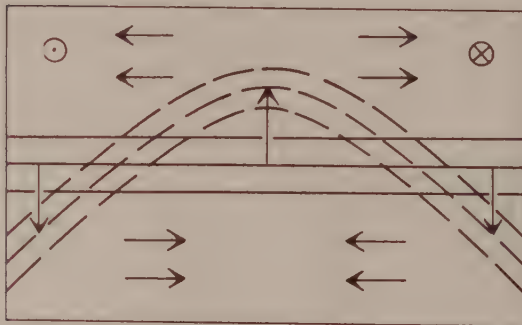
PHOSPHATE - P, CONTOUR INTERVAL .2 $\mu\text{G AT/L}$

Figure 3. Cross sections of σ_t and inorganic phosphate along 172°W ., based on observations by M/V Hugh M. Smith, Jan. 26-Feb. 8, 1950. Shaded zone in surface layer is a front. Boundaries between east-flowing (E) and west-flowing (W) currents drawn on σ_t section, outside 3° parallels. Dense, phosphate-rich surface layer near equator indicates upwelling. Surface layer over ridge at Countercurrent boundary ($10-11^\circ\text{N}$) is of low density and phosphate-poor.

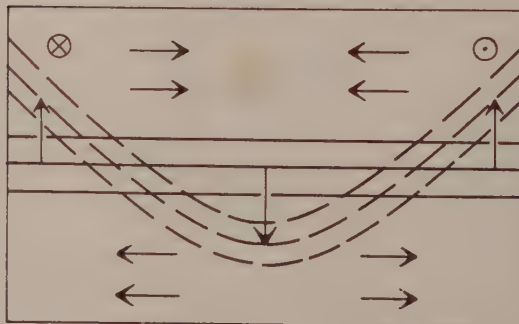
Figura 3. Corte transversal de σ_t y fosfato inorgánico a lo largo del 172°O ., basado en observaciones del buque M/V HUGH M. SMITH, en el período enero 26-febrero 9 de 1950. La zona sombreada en la capa superficial es un frente. Los límites entre las corrientes que se desplazan hacia el este (E) y oeste (W) están dibujados en la sección σ_t , fuera del paralelo de 3° . La capa superficial densa, rica en fosfato cerca del ecuador indica "afloramiento". La capa superficial sobre la convexidad en el límite de la Contracorriente ($10-11^\circ\text{N}$) es de densidad baja y pobre en fosfato.



a



b.



c.

Figure 4. Motion transverse to accelerating quasi-geostrophic currents (ageostrophic components), a speculation.

Figura 4. Movimiento transversal a las corrientes aceleradoras casi geostróficas (componentes ageostróficas), una especulación.

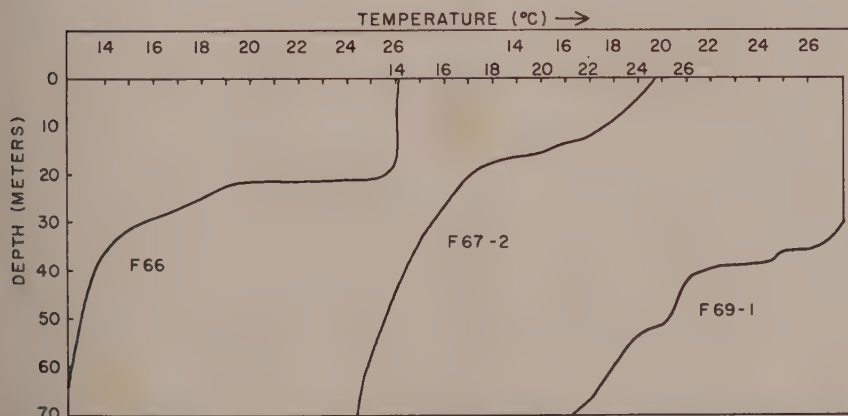
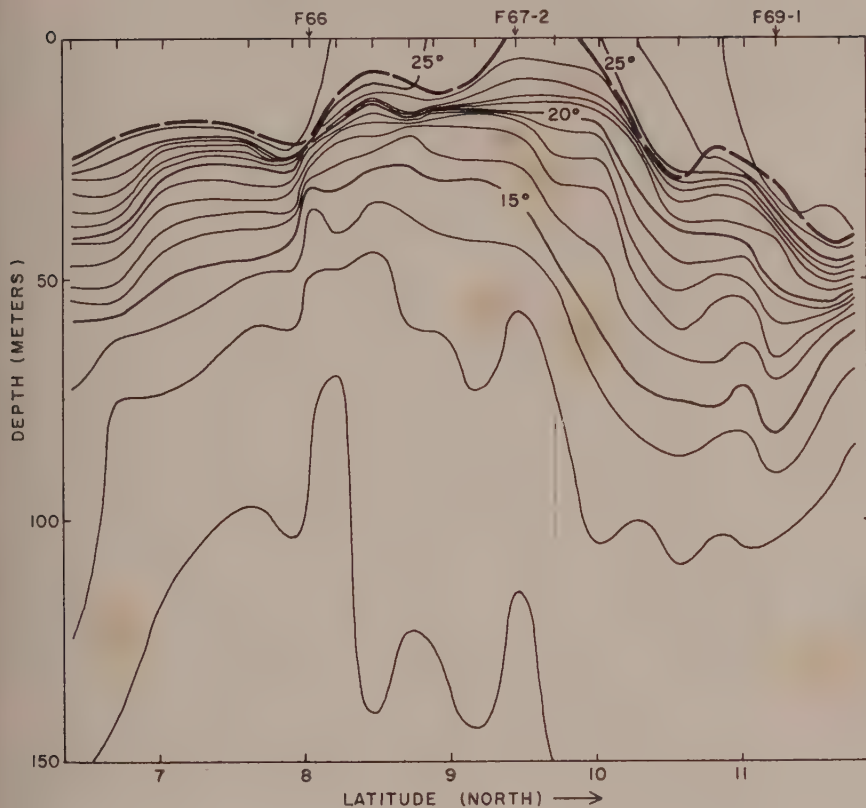


Figure 5. Above, vertical thermal structure through dome at approximately 89°W , based on BT's. Heavy, broken line indicates top of thermocline. Ticks along top mark positions of BT observations. Vertical temperature gradients at positions marked by arrows, appear in lower panel.

Figura 5. Arriba, estructura térmica vertical a través del domo en aproximadamente 89°O , basada en registros BT. La línea gruesa interrumpida, indica la cima de la termoclina. Los gradientes de temperatura verticales en las posiciones marcadas por flechas, aparecen en la parte inferior.

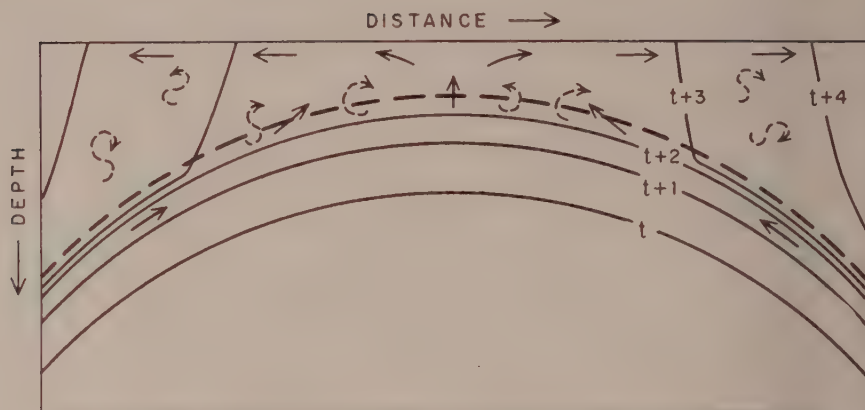


Figure 6. Surface induced vertical turbulence (dashed arrows) penetrates thermocline most effectively where it is shoal, resulting in pronounced surface layer enrichment at the dome. In order that thermocline (dashed curve) and isotherms (solid curves) remain stationary, a circulation (solid arrows) must exist. Qualitative, schematic.

Figura 6. Turbulencia vertical inducida por la superficie (flechas interrumpidas) penetra en la termoclina más efectivamente donde está cerca de la superficie, resultando un enriquecimiento pronunciado de la capa superficial en el domo. Para que la termoclina (curva interrumpida) y las isotermas (curvas sólidas) queden estacionarias, debe existir una circulación (flechas sólidas). Representación cualitativa, esquemática.

**TOPOGRAFIA DE LA TERMOCLINA, CORRIENTES HORIZONTALES
Y "ONDULACION" EN EL PACIFICO ORIENTAL TROPICAL¹**

por

Townsend Cromwell**INTRODUCCION**

Uno de los principales objetivos de la Comisión Interamericana del Atún Tropical es el conocimiento de la ecología de los atunes que viven en el Pacífico Oriental Tropical. Este informe presenta algunos de los resultados del estudio en oceanografía física, los cuales se espera que serán útiles en la investigación biológica y, al mismo tiempo, de interés para los oceanógrafos físicos. El trabajo presentado aquí se inició en conexión con sencillos hechos observables; mar afuera de Costa Rica, la termoclina queda muy cerca de la superficie del mar (Wooster y Cromwell, 1958) y esta región es biológicamente productiva (Holmes, *et al.*, 1957; Brandhorst, 1958). El objeto principal de este estudio es describir y explicar estos hechos, hasta donde sea posible.

TOPOGRAFIA DE LA TERMOCLINA

El primer paso en este estudio fué la preparación de gráficos estacionales para demostrar la profundidad de la termoclina en todo el Pacífico Oriental Tropical y, en particular, para describir esa interesante área mar afuera de Costa Rica. Los gráficos se hicieron en colaboración con W. Brandhorst, quien utilizó un gráfico de otoño en conexión con su estudio sobre la distribución de la producción estable de zooplancton (Brandhorst, 1957). Los datos usados se extrajeron de las tarjetas de batitermógrafo correspondientes al Pacífico Oriental Tropical (alrededor de 4000) que se guardan en los archivos de la Sección BT de la Institución Scripps de Oceanografía de la Universidad de California. La profundidad de la termoclina, en este caso la profundidad hasta el fondo de la capa superficial, se tomó de cada tarjeta. Cualquier persona que haya trabajado con tarjetas de batitermógrafo está enterada de las dificultades con que se tropieza al querer dar una definición objetiva que pueda ajustarse a este concepto de profundidad de la termoclina. Tal vez en tres cuartas partes de las tarjetas no hubo ambigüedad, pero en los casos restantes, que fueron los más complicados, cada una se comparó con las más cercanas y tuvo que tomarse una decisión algo subjetiva.

Se obtuvieron promedios mensuales de la profundidad de la termoclina para cada cuadrado de un grado. Cuando se hizo más de una observación

¹ Contribucion de la Institucion Scripps de Oceanografia.

en un cuadrado durante un solo período de 24 horas, los datos se promediaron primero y luego el resultado se usó para el cómputo del promedio de cada mes. Finalmente, los promedios para cada trimestre (enero-marzo, etc.) se determinaron por los promedios mensuales. Se plotearon y contornearon los promedios trimestrales; las cartas estacionales resultantes aparecen en la Figura 1. Las convexidades y concavidades en la termoclina están indicados por *R* y *T*, respectivamente. El número de días en los cuales se hicieron una o más observaciones en cada cuadrado de un grado, se indica en la pequeña figura intercalada. Es evidente que los datos son escasos.

Cada carta se contorneó independientemente de las otras tres, pero después resultó necesario hacer cambios menores para aumentar la regularidad de la identidad y progresión, estación tras estación, de las mayores concavidades y convexidades. Al hacer los contornos, nos esforzamos en evitar la influencia de nociones preconcebidas sobre las corrientes horizontales; en este caso, los contornos se hicieron solamente a base de las observaciones de la profundidad de la termoclina.

La impresión general que dan las cartas es la de una serie de concavidades y convexidades orientadas aproximadamente de este a oeste. En vista de los propósitos de este estudio, se presta especial atención a la termoclina de poca profundidad mar afuera de Costa Rica, cerca del 9° N., 90° O., persistente durante todo el año. Excepto en la temporada de primavera, parece estar separada de la costa. Durante el verano y el otoño se encuentra en el extremo oriental de una convexidad larga, mientras que en el curso del invierno y de la primavera es casi un "domo" aislado. Esta área será mencionada como el "Domo Termal Costarricense", o para conveniencia se llamará simplemente "domo". Hay algunas áreas adicionales en las cuales la termoclina está cercana a la superficie del mar (<10 m.), en particular la convexidad a lo largo del ecuador. Inmediatamente al sur del domo (invierno), hay una depresión pronunciada. Durante el verano y el otoño, esta área es parte de una larga concavidad orientada de este a oeste.

CORRIENTES HORIZONTALES

La topografía de la termoclina, en la forma en que está presentada en las cartas, ofrece información sobre la corriente geostrófica. Esta interpretación es más adecuada donde el océano se aproxima a un sistema de dos capas, como lo hace, razonablemente bien, en los trópicos al sur de la transición cerca del 18° N. (Wooster y Cromwell, 1958). Al norte de esta transición, el océano arranca radicalmente del sistema de dos capas. Sólo las persistentes características y los intensos gradientes de la topografía de la termoclina se interpretarán como indicativas de corrientes horizontales. Debido a que estas cartas, así interpretadas, revelaron características inesperadas de circulación, se decidió recurrir a las observaciones de las

corrientes, publicadas por la Oficina de Hidrografía Naval de los Estados Unidos de Norteamérica (Anónimo, 1947) para una verificación independiente. Los datos de esta publicación son promedios de cuadrados de un grado de todas las observaciones sobre "corrientes", archivadas en la Oficina de Hidrografía, presentadas en gráficos mensuales. En cada cuadrado hay una flecha que indica la dirección de las corrientes, y dos números, de los cuales uno representa la magnitud promedio de las corrientes en millas por día y, el otro, el número de observaciones sobre la base de las cuales se calculó el promedio. El número de observaciones para cada mes varía desde algunos centenares, en algunos cuadrados cerca de la costa, hasta algunas pocas o ninguna en varias áreas alejadas de la costa.

La Figura 2 presenta los datos de las cartas de la Oficina de Hidrografía para los meses de febrero y agosto, graficados como vectores. Los datos son algo erráticos donde aparecen escasos, pero se admitió que una comparación objetiva con la topografía de la termoclina requería que ningún dato fuera promediado o eliminado. Cada una de las cartas es internamente consistente sin ser promediada, destacándose las corrientes mayores.

En donde la corriente es fuerte, hay armonía entre ésta y la topografía de la termoclina; en el ejemplo, la corriente está aproximadamente a lo largo de los contornos, la termoclina orientada en gradiente hacia arriba, a la izquierda de un observador que mire a la dirección del desplazamiento de la corriente en el Hemisferio Norte. Se pondrá énfasis aquí a dos características mayores de la circulación horizontal: a la relacionada con el Domo Termal Costarricense y al comportamiento de la Contracorriente Ecuatorial.

Se ha sugerido que el domo está asociado con el borde norte de la Contracorriente Ecuatorial y una corriente costera orientada hacia el norte (Wooster y Cromwell, 1958) en el ejemplo, con fricción ciclónica. En esta área, la fricción ciclónica aparece en cada una de las cartas de las corrientes estacionales presentadas por Fleming (1940). Esta idea está ilustrada en las Figuras 1 y 2.

En relación con la carta de la topografía de la termoclina correspondiente al invierno, el modelo geostrófico predice una Contracorriente de este a oeste, de extensión limitada, entre el domo y la depresión ubicada inmediatamente al sur. Una corriente de este tipo se pone de relieve en la carta de la corriente de febrero, extendiéndose del 92° al 83° O., con su eje situado a lo largo del $7\frac{1}{2}^{\circ}$ N. Un examen más amplio de la carta de la corriente revela que la Contracorriente forma parte de una circulación anticiclónica cerrada alrededor de la depresión. Este reflujo es semi-permanente, en contraste con los que se encuentran a lo largo del borde de la Corriente del Golfo (Fuglister, 1951), los cuales, por aparecer en forma

irregular en el espacio y en el tiempo, no se encuentran en las cartas de promedios. Podrían casi fijarse geográficamente. Pero, por otra parte, ésta es una carta del promedio mensual de la corriente, y el remolino puede tener solamente una existencia estadística, como las células de circulación semi-permanentes de la atmósfera. La circulación ciclónica asociada con el domo es también semi-permanente, pero esta última circulación no se cierra en el oeste.

De acuerdo con los datos de la carta de la Oficina Hidrográfica, un pequeño segmento de la corriente oriental es todo lo que queda durante el invierno de la Contracorriente Ecuatorial en el Pacífico Oriental Tropical. La carta de febrero muestra una Contracorriente más lejana hacia el oeste. Así, pues, la Contracorriente es discontinua, o cuando menos no está presente en la superficie en todas las longitudes durante febrero. Esto también puede decirse durante otros meses del invierno y la primavera, de acuerdo con las cartas de la Oficina Hidrográfica. Durante el verano, como se ve por los arreglos de las convexidades y concavidades en las cartas de la topografía de la termoclina (Figura 1-c) y en la carta de la corriente superficial de agosto, la Contracorriente es continua en el Pacífico Oriental Tropical.

EL DOMO TERMAL DE COSTA RICA

Una completa explicación física del Domo Termal de Costa Rica no es aparente. La comparación de las cartas de la topografía de la termoclina, basada en las observaciones BT, con las de la corriente horizontal, basadas en observaciones de las direcciones de las corrientes, establece que la termoclina de poca profundidad mar afuera, frente a Costa Rica, coincide con la fricción ciclónica. Por lo tanto, la corriente es casi geostrófica. Se podría esperar que el domo esté lo más cerca a la superficie del mar durante la estación en que la fricción ciclónica es máxima, pero, a través de las cartas de la Oficina Hidrográfica, no parece posible determinar de cuál estación se trata.

Hay alguna razón para creer que, en general, en todo el Pacífico Oriental Tropical, la profundidad de la termoclina y, por lo tanto, la del domo, está relacionada con un fenómeno a gran escala, a saber: la fuerza de los vientos alisios. Se sabe que en los trópicos la superficie del mar está inclinada hacia arriba y al oeste y que hay una inclinación opuesta, asociada con la termoclina. El mantenimiento de las inclinaciones longitudinales de la superficie del mar y de la termoclina se atribuye a la acción orientada hacia el oeste de los vientos alisios. Consecuentemente, cuando los vientos alisios (de noreste) alcanzan en el Hemisferio Norte su máxima intensidad, la termoclina en el Pacífico Este Tropical debería estar a profundidad mínima.

Las cartas de la temperatura del mar en superficie indican un centro de baja en el área del domo en el curso del invierno norteño (Anónimo, 1944). Como el viento es suave y variable en esta área durante todo el año, lo que no involucra una mezcla vertical mayor en el invierno que en el verano, la temperatura baja en esta época puede indicar que la termoclina está en la menor profundidad y que se "excede" más frecuentemente durante el invierno norteño. En este tiempo, más hacia el oeste, los vientos alisios (de noreste) del Hemisferio Norte son los más fuertes (Crowe, 1950).

Por lo tanto, puede ser que el domo esté lo más cerca a la superficie del mar cuando 1) la fuerza de los vientos alisios sobre el océano, hacia el oeste, llegue a su máxima intensidad y cuando 2) la corriente de fricción ciclónica tenga a través del domo su mayor fuerza. No se explica, sin embargo, por qué la termoclina ocurre a cualquier profundidad *particular*.

MOVIMIENTO VERTICAL

Al autor le parece que el adelanto hacia un entendimiento de ciertos procesos físicos en el océano es impedido por el uso indiscriminado de la palabra "afloramiento". Por lo general, varios tipos de movimientos verticales, bien distintos, suelen ser agrupados en esta categoría. Existiría una situación análoga si usáramos la palabra "advección" para todos los movimientos horizontales del agua, sin hacer distinción alguna entre las corrientes de marea, las corrientes de inercia, las corrientes geostróficas, etc., etc. Las dinámicas son diferentes para cada uno de estos tipos de corriente y cada uno ha sido medido más bien por separado y en forma cuidadosa, verificando su existencia en el océano. Sin embargo, en general, el flujo horizontal en un determinado lugar y tiempo está compuesto de varios tipos, y una dificultad análoga se presenta al tratar de estudiar los componentes verticales. Se pueden hacer distinciones útiles ahora, entre ciertos fenómenos que involucran un movimiento vertical, pero tales conceptos son, por lo general, más vagos que los que se refieren al movimiento horizontal, y es mejor aplazar una clasificación realmente buena del movimiento vertical hasta que se tenga un mejor entendimiento de los fenómenos involucrados.

Los datos indican que en el Pacífico tropical se registran movimientos verticales de diferentes tipos. Se dispone, en el presente, de un número de secciones meridionales a través de las corrientes ecuatoriales del Pacífico Central (Montgomery, 1954; Austin, 1954; Stroup, 1954). El autor ha publicado dos juegos de dibujos, demostrando los campos de densidad (como aproximado por σ_t), la salinidad, el fosfato inorgánico y el oxígeno disuelto (Cromwell, 1953) y las secciones de σ_t y del fosfato inorgánico se repiten aquí en la Figura 3. En estos dibujos se destacan las diferencias entre el afloramiento y lo que se podría llamar "ondulación". Las secciones de la Figura 3, lo mismo que las otras citadas previamente, muestran que la

capa superficial en el ecuador es relativamente densa y rica en fosfato. Esta agua superficial, densa y rica en sustancias nutritivas, en el ecuador, queda tan lejos (horizontalmente) de una posible fuente, que se ha sacado la conclusión de que surge de abajo. Además, ya que la teoría predica una divergencia fuerte de la corriente de deriva a lo largo del ecuador, se concluyó que el proceso que aporta esta agua desde abajo a la superficie, es un afloramiento (Cromwell, 1953).

Esta sucesión de resultados, basados en observaciones y la interpretación es lo que se presentó como evidencia del afloramiento en las aguas costeras del Perú (Günther, 1936), Sudáfrica (Defant, 1936) y California (Sverdrup y Fleming, 1941). Por lo tanto, hay un precedente para lo que los oceanógrafos puedan aceptar como la significación del término "afloramiento". En una frase, el afloramiento es el movimiento hacia arriba, producido por la divergencia de la corriente de deriva provocada por el viento. En el presente estudio se contempla como un proceso complicado que se caracteriza primariamente por el transporte continuo de agua hacia arriba, de la termoclina superior a la capa superficial.

En el presente, la teoría del afloramiento ha avanzado bastante más allá de la versión simplificada que acabamos de dar (Yoshida, *et al.*, 1953; Hidaka, 1955a y b), pero la divergencia entre el agua superficial movida por el viento y un reemplazo continuo desde abajo sigue siendo, aparentemente, un ingrediente básico del proceso de afloramiento en cada una de estas teorías.

"Ondulación": La situación en el límite norteño de la Contracorriente Ecuatorial es enteramente diferente. El límite entre el agua que se desplaza hacia el este y el agua que avanza hacia el oeste, queda en la Figura 3 entre los 10° y 11° N. Aquí la capa superficial no es rica en fosfato y su densidad es baja. Estos factores se destacan en muchas secciones publicadas. Se sabe que la termoclina sube y baja en este límite, pero el movimiento del agua debe ser de naturaleza diferente aquí, del que ocurre en las regiones del afloramiento.

Se puede hacer especulaciones acerca de la naturaleza del movimiento en un plano vertical, que cruza transversalmente las corrientes cuasi geostróficas aceleradas. La parte "a" de la Figura 4 indica la distribución de las masas en la ausencia de la corriente. Las partes "b" y "c" representan el movimiento que puede ocurrir en este plano durante el desarrollo (transitorio) de las corrientes cuasi geostróficas. Por ejemplo, como se ilustra en "b", una convexidad densa, orientada perpendicularmente a la página, se desarrollará a medida que se aceleren las corrientes cuasi geostróficas en el sentido indicado $\otimes$ alejándose y $\odot$ acercándose al que lee, en el Hemisferio Norte. La divergencia entre la capa superficial y la convergencia por debajo de la termoclina (cada una involucrando un movi-

miento ageostrófico) podrían explicar las convexidades de la termoclina. El movimiento de la propia termoclina será vertical. Si los componentes ageostróficos estuvieran en el sentido opuesto, entonces habría "concavidades". Si la divergencia y la convergencia se extendieran por las capas gruesas, podrían resultar componentes ligeramente ageostróficos en lo que se consideraría cambios profundos en la profundidad de la termoclina en un tiempo breve.

Esto ha sido pura especulación, aunque no enteramente. Un hecho apremiante que representa la excusa para la presentación de esta idea, es el de que los datos sugieren enfáticamente que el movimiento del agua, durante la formación de la "ondulación", ocurre con una transferencia insignificante desde la termoclina a la capa superficial. La circulación propuesta aquí podría lograr ésto.

Dietrich (1935) ha descrito una región aguas afuera de la costa sureste de Africa, en la cual una termoclina situada a poca profundidad está asociada con una corriente cuasi geostrófica. El fenómeno es similar al del límite norteño de la Contracorriente Ecuatorial, y Dietrich llamó al proceso por el cual se forman esas termoclinas de poca profundidad "afloramiento dinámico". Para hacer la separación completa de los fenómenos, la palabra "afloramiento" puede retenerse para el movimiento más activo, continuando hacia arriba, producido por una corriente de deriva divergente del viento.

En este estudio se usan los términos "convexidad" (la característica) y "formación de convexidad" (el proceso). Estos términos son descriptivos y se definen, en el sentido intentado, como contraste de "concavidad" y "formación de concavidades"¹. Cuando el eje mayor de una convexidad o de una concavidad es corto, se pueden usar las palabras "domo" y "depresión".

Transferencia del agua hacia arriba desde la termoclina: La termoclina existente a poca profundidad, persistente durante todo el año mar afuera frente a Costa Rica, ha sido ya descrita. El área está separada de la tierra por una capa superficial relativamente espesa. Está ubicada en el corazón de las zonas de calma ecuatoriales (véase, por ejemplo, Crowe, 1951). Por estas razones se la considera como un ejemplo de formación de "convexidad" (o de domo), y no de afloramiento. En ciertas ocasiones, el domo puede intersectar la superficie del mar; en tal caso, puede "destacarse". Así está indicado en la Figura 5 por la forma en que la termoclina está dibujada, pero queda alguna duda en lo que respecta a la existencia de una capa superficial en BT F67-2. Estos datos BT fueron obtenidos en la Expedición Eastropic por el buque de investigaciones BAIRD de la

¹ Cada uno de los términos equivalentes en inglés está definido en la Segunda Edición, no abreviada, del Webster's New International Dictionary: (véase: "ridge" y "ridging" y "trough" y "troughing").

Institución Scripps, durante el período de noviembre 30 a diciembre 2 de 1955.

Obviamente, mientras el domo se destaca, quedan expuestas a la superficie del mar las propiedades asociadas con la termoclina. Si no hubiese otro proceso más efectivo que el de la "convexidad", entonces, cuando está sumergida la termoclina, la capa superficial estará constituida por agua de baja densidad, pobre en sustancias nutritivas. Este no es el caso. Las mediciones han demostrado que la capa superficial en la inmediata proximidad del domo es, al menos a veces, relativamente rica en fosfato (Wooster y Cromwell, 1958, Perfil XVe). Por lo tanto, cuando la termoclina está excepcionalmente cercana a la superficie del mar, algún proceso o procesos conducen al enriquecimiento con sustancias nutritivas de la delgada capa superficial. Este hecho requiere una explicación sin recurrir al afloramiento. Se ha sugerido que la mezcla vertical puede ser el mecanismo importante (Wooster y Cromwell, 1958).

Movimiento y mezcla vertical producidos en la superficie del océano:

Se entiende aquí que "el movimiento y mezcla vertical" se refieren a un fenómeno turbulento en pequeña escala, con remolinos de dimensiones que se aproximan a la profundidad de la termoclina, un proceso producido por la acción del viento o por enfriamiento desde la superficie del mar resultando en un proceso de inversión de las aguas. El efecto de este proceso sobre el enriquecimiento de la capa superficial en el domo será tratado sólo cualitativamente.

Parece admisible que el movimiento y la mezcla vertical pueden hacer que el agua de la termoclina entre a la capa superficial tanto más fácilmente, cuanto más cercana esté la termoclina a la superficie. Las velocidades orbitales, asociadas con las ondas de superficie, disminuyen exponencialmente con la profundidad y puede esperarse, por lo tanto, que disminuya en forma similar. Exponiéndolo de otra manera, la eficiencia de la mezcla desde la termoclina hacia arriba puede aumentar exponencialmente con disminución en el espesor de la capa superficial. Como se ha dicho anteriormente, el domo se encuentra en las zonas de calma ecuatoriales al predominar una fuerza de viento Beaufort 2-3. Sin embargo, hasta estos vientos ligeros y subvertidos debido al enfriamiento de la superficie en la noche, deben producir mezcla vertical.

Debe agregarse que el aumento en la concentración, resultante de la adición de cierta cantidad de sustancia a la capa superficial (por mezcla vertical o por otros medios), varía con la geometría de la capa superficial. Supóngase, por ejemplo, que la capa superficial contiene generalmente $.30 \mu\text{g at. L}^{-1}$ de fósforo inorgánico. Un metro de agua de la termoclina que contiene $1.00 \mu\text{g at. L}^{-1}$ de fósforo inorgánico, se mezcla a través de toda

la capa superficial que originalmente tenía un espesor de 5 metros en un lugar y de 10 metros en otro. Las concentraciones en las capas resultantes de 6 y 11 metros serán de $.42 \mu\text{g at. L}^{-1}$ y $.36 \mu\text{g at. L}^{-1}$, respectivamente. Así, pues, si la mezcla vertical fuera efectiva de manera uniforme en cualquier parte del océano, en el sentido de que se mantiene constante la razón en que las sustancias nutritivas se agregan a la capa superficial desde abajo, puede esperarse que ocurran concentraciones de sales nutritivas relativamente altas en termoclinas situadas a baja profundidad.

Resultados de los experimentos con el tanque: Los experimentos con un tanque, efectuados por Rouse y Dodu (1955), revelan una característica interesante del proceso vertical de agitación y mezcla. Su equipo consistió en un cilindro vertical redondo, en el cual pusieron agua fresca sobre agua salada, formando un sistema de dos capas, separadas por una fuerte discontinuidad. La capa superior se agitó entonces por una malla movida regularmente hacia arriba y hacia abajo por un motor. Notaron que se formaban ondas irregulares en la división de las dos aguas y que algunas de estas ondas se hicieron inestables en la capa superior, pero no en la capa inferior. Por lo tanto, el fluido más denso se mezcló con la capa superficial, pero no viceversa. La capa superior tendió a aumentar en espesor a expensas de la inferior, y se mantuvo una separación estacionaria en el experimento, introduciendo agua salada al fondo del tanque y quitando la mezcla de cerca de la superficie. Podría mencionarse que experimentos similares hechos por el autor, en los cuales se hizo descender la discontinuidad, revelaron que eso se realiza aproximadamente a un exponencial del tiempo. Si uno estuviera dispuesto a aplicar los resultados de estos experimentos de tanque al océano (un procedimiento especulativo), sería posible establecer una hipótesis de la circulación.

Hipótesis del movimiento ageostrófico en el domo: Los experimentos sugieren que la agitación y mezcla vertical tienen el efecto de aumentar el espesor de la capa superficial (o profundidad de la termoclina) y que la razón de aumento en espesor de la capa superficial está exponencialmente relacionada con la profundidad de la termoclina. Por lo tanto, la turbulencia introducida en la superficie del mar tenderá a aumentar la profundidad de la termoclina en el centro del domo a una razón que es muy grande comparada con las razones registradas en las regiones circundantes. La termoclina puede permanecer estacionaria solamente en presencia de un componente de velocidad orientada hacia arriba que debe ser de máxima magnitud en el centro del domo. La continuidad de la masa requiere, entonces, que haya un flujo divergente en la capa superficial y convergencia en la termoclina (Figura 6). El balance de energía calórica debe ser mantenido entonces por un flujo de calor en un sentido opuesto al que indican las flechas que representan el transporte de la masa, en este caso, por mezcla. El gradiente de temperatura parece ser apropiadamente dirigido

para esto. Esta propuesta ha sido principalmente kinemática. La fuente de energía para la circulación no se conoce, pero eso no parece involucrar una corriente divergente de deriva producida por el viento.

Podría hacerse un comentario final sobre el efecto de "radiación excedente", por la cual se entiende la transferencia neta de la energía calórica a través de la superficie del mar por radiación, evaporación y transferencia sensible. La proporción del exceso, agregado al mar en el domo, es—en promedio anual—de $100 \text{ gm cal cm}^{-2} \text{ día}^{-1}$ (Sverdrup, 1942, p. 230). En este caso no es necesario mantener el balance de energía calórica en la capa superficial del domo enteramente por mezcla horizontal, ya que una parte de la pérdida por la mezcla vertical puede compensarse por el exceso de radiación. En efecto, es posible que la capa superficial en el área del domo sea un centro de enriquecimiento por mezcla vertical y, al mismo tiempo, un centro caliente. Esto no podría ser en un área de pérdida de energía calórica desde el mar.

AGRADECIMIENTO

El autor expresa su agradecimiento al Sr. Dr. Robert S. Arthur y al Sr. John A. Knauss por sus sugerencias útiles y apreciaciones de estímulo sobre el contenido del presente trabajo.

LITERATURE CITED — BIBLIOGRAFIA CITADA.

Anonymous

- 1944 World atlas of sea surface temperatures.
U. S. Navy Hydrogr. Office, H. O. Publ. No. 225, sec. edit.

Anonymous

- 1947 Atlas of surface currents northeastern Pacific Ocean.
Ibid., H. O. Publ. No. 570.

Austin, T. S.

- 1954 Mid-Pacific oceanography III.
U. S. Dept. Int., Fish & Wildlife Serv., Spec. Sci. Rept:
Fish., No. 131, pp. 1-17.

Brandhorst, W.

- 1958 Thermocline topography, zooplankton standing crop and mechanisms of fertilization in the Eastern Tropical Pacific.
Jour. du Conseil Int. Explor. Mer, Vol. 24, No. 1, *in press*.

Cromwell, T.

- 1953 Circulation in a meridional plane in the Central Equatorial Pacific.
Jour. Mar. Res., Vol. 12, No. 2, pp. 196-213.

Crowe, P. R.

- 1950 The seasonal variation in the strength of the trades.
Inst. Brit. Geog., Trans. and Papers, Publ. No. 15, pp. 37-56.
1951 Wind and weather in the equatorial zone.
Ibid., Publ. No. 17, 76 pp.

Defant, A.

- 1936 Das Kaltwasserauftriebsgebiet vor der Küste Südwestafrikas.
Länderkundliche Forsch., pp. 52-66.

Dietrich, G.

- 1935 Aufbau und Dynamik des Südlichen Agulhasstromgebietes.
Veröffentlichungen des Inst. f. Meereskunde, Heft 27, pp. 1-68.

Fleming, R. H.

- 1940 A contribution to the oceanography of the Central American Region.
Proc. Sixth Pac. Sci. Cong., Vol. 3, pp. 167-175.

Fuglister, F. C. and L. V. Worthington

- 1951 Some results of a multiple ship survey of the Gulf Stream.
Tellus, Vol. 3, No. 1, pp. 1-14.

Günther, E. R.

- 1936 A report on oceanographical investigations in the Peru Coastal Current.
Discovery Reports, Vol. 13, pp. 107-276.

Hidaka, K.

- 1955a Upwelling induced by a circular wind system.
Rec. Oceanogr. Works in Japan, Vol. 2, No. 1, pp. 7-18.
1955b Divergence of surface drift currents in terms of wind stresses,

- with special application to the location of upwelling and sinking.
Jap. Jour. Geophys., Vol. 1, No. 2, pp. 47-56.
- Holmes, R. W., M. B. Schaefer and B. M. Shimada
1957 Primary production, chlorophyll, and zooplankton volumes in the Tropical Eastern Pacific Ocean.
Inter-Amer. Trop. Tuna Comm. Bull., Vol. 2, No. 4, pp. 127-156 (English), pp. 157-169 (Spanish).
- Montgomery, R. B.
1954 Analysis of a Hugh M. Smith oceanographic section from Honolulu southward across the equator.
Jour. Mar. Res., Vol. 13, No. 1, pp. 67-75.
- Rouse H. and J. Dodu
1955 Diffusion turbulente à travers une discontinuité de densité
La Houille Blanche, Num. 4, pp. 522-532.
- Stroup, E. D.
1954 Mid-Pacific oceanography Part IV, transequatorial waters, January-March 1952.
U.S. Dept. Int., Fish and Wildlife Serv., Spec. Sci. Rept.: Fish., No. 135, 52 pp.
- Sverdrup, H. U.
1942 Oceanography for meteorologists.
Prentice-Hall, Inc., New York, 235 pp.
- Sverdrup, H. U. and R. H. Fleming
1941 The waters off the coast of Southern California, March to July, 1937.
Univ. Calif., Scripps Inst. Oceanogr., Bull., Vol. 4, No. 10, pp. 261-378.
- Wooster, W. S. and T. Cromwell
1958 An oceanographic description of the Eastern Tropical Pacific.
Univ. Calif., Scripps Inst. Oceanogr., Bull., Vol. 7, No. 3, pp. 169-282.
- Yoshida, K., H. L. Mao and P. L. Horrer
1953 Circulation in the upper mixed layer of the equatorial North Pacific.
Jour. Mar. Res., Vol. 12, No. 1, pp. 99-120.